

УДК 550.858.5

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ РАННЕКЕМБРИЙСКИХ И РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУВЫ

© 2017 Д.В. Коваленко

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН;  
e-mail: Dmitry@igem.ru*

В раннекембрийских и раннекарбоновых породах Тувы была выделена многокомпонентная намагниченность. Низкотемпературная компонента (LT) близка к направлению кайнозойского магнитного поля в районе Тувы и, по-видимому, имеет вторичный генезис. Высокотемпературная компонента (HT), рассчитанная для раннекембрийских пород, очевидно, доскладчатая и была приобретена в периоды разной полярности магнитного поля Земли. Установлено, что раннекембрийские толщи формировались в приэкваториальных областях:  $2-12^{\circ}$  ( $N = 13$ ) или  $5-13^{\circ}$  ( $N = 43$ ) северной или южной широты и не могли быть частью Сибири. Исследованные толщи развернуты относительно Сибири на большие углы. Намагниченность раннекарбонового разреза 2 представлена группами векторов прямой и обратной полярности. Рассчитанная палеоширота соответствует  $7-21^{\circ}$  с.ш. Возможно, в намагниченности этих толщ сильно проявлена ошибка наклона. Толщи развернуты относительно Сибири против часовой стрелки на углы от  $30$  до  $60^{\circ}$  в зависимости от того, какой палеомагнитный полюс используется в расчетах. Палеошироты, рассчитанные по намагниченности раннекарбонового разреза 4, были более северными —  $43-70^{\circ}$ . Они практически не отличаются от ожидаемых палеоширот, рассчитанных из палеомагнитных полюсов Сибири. Толщи развернуты против часовой стрелки относительно Сибири на  $50-80^{\circ}$ . Этот факт хорошо увязывается с данными о вращении в горизонтальной плоскости раннекарбоновых толщ разреза 2.

*Ключевые слова: намагниченность, палеоширота, тектоническое совмещение, склонение, наклонение.*

### ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) является одной из крупнейших геологических структур, развитие которой началось в докембрии и продолжалось в течение всего фанерозоя (Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2007; Коваленко и др., 1989 и др.). Детальные исследования этого пояса имеют огромное значение для понимания закономерностей развития складчатых и магматических поясов, распределения полезных ископаемых в них, для решения региональных геологических проблем и понимания глобальных геологических процессов. Палеомагнитный метод — единственный метод, который позволяет получить количественные оценки палеоширот формирования геологических толщ, относительного положения геологических блоков, их кинематических параметров. Анализ склонений

намагниченности позволяет выявить особенности формирования геологических структур. Для ряда фанерозойских геологических толщ ЦАСП уже получены палеомагнитные данные, которые позволили создать новые модели тектонического развития Алтае-Саянской области (Казанский, 2002; Коваленко, 2017; Коваленко, Петров, 2017; Метелкин, 2012 и др.). Тем не менее, осталось много белых пятен. В частности, большинство палеомагнитных данных получены по венд-кембрийским доаккреционным геологическим комплексам и лишь единичные — по более молодым толщам (Казанский, 2002; Коваленко, 2017; Метелкин, 2012). Тува является одним из фрагментов ЦАСП, где в отличие от многих других районов ЦАСП широко распространены хорошо расчлененные раннекембрийские доаккреционные толщи, ордовикские, силурийские, девонские, раннекабоновые и юрские толщи. В случае удачного палеомагнитного исследова-

ния этих толщ может быть значительно уточнена кривая миграции палеомагнитного полюса для Сибири и ее тектонического обрамления, уточнены многие модели тектонического развития этих районов. В работе приведены первые предварительные палеомагнитные данные по раннекембрийским и раннекарбонным толщам центральной Тувы и их интерпретация.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУВЫ И ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В геологической структуре центральной Тувы можно выделить доаккреционные и постааккреционные комплексы пород.

Среди доаккреционных комплексов выделяются фрагменты нижней части офиолитовой ассоциации и вулканогенно-осадочные комплексы, включающие известняки, кремнистые породы, вулканические брекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, пачки подушечных базальтов, олистостромовые горизонты, которые рассматриваются как фрагменты надсубдукционных систем — Западно-Саянской или Танну-Ольской (Берзин, Кунгурцев, 1996).

По офиолитам центральной Тувы нет определений возраста, но для офиолитов более южной Агардагской зоны существует U-Pb датировка возраста по плагиогранитам, которая показывает  $570 \pm 1.7$  млн лет (Pfänder et al., 2001; Pfänder, Kroner, 2004). Из известняков имеются раннекембрийские определения возраста по археоциатам и другим видам флоры и фауны: *Archaeocyathus khemtschikensis* Vol., *A. Ijizkii* Toll., *A. Sp. I*, *A. Sp. II*, *Epiphyton fasciculation* Chapm., *Dictyocyathus javorskii* Vol., *Coscinocyathus conicus* Vol., *Rhabdocyathus solidimurus* Vol., *Archaeofungia neodissepimentalis* Vop., *Ajacyathus sp.*, *Coscinocyathus vassilievi* Vol., *Kutorgina cf. Lenaica* (Объяснительная ..., 1963, 1966).

Период аккреционных деформаций, в результате которых образовалась каледонская структура Тувы, оценивается по возрасту постааккреционного Каахемского батолита — 500–485 млн лет (Руднев и др., 2015; Сугоракова, 2007). В это время образовывались молассовые толщи с резким угловым несогласием перекрывающие доаккреционные структуры (Берзин, Кунгурцев, 1996).

Молассовые толщи ордовикского возраста (Объяснительная ..., 1963) с резким несогласием залегают на нижнекембрийских толщах. Они сложены мощными пачками красноцветных и сероцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, известняков и алевролитов. Возраст пород оценивается по ископаемым остаткам *Angurell ex gr. lopatini* Assat, *Trinodus globatus* Ang.,

*Remoplennides sp.*, *Raphiophorus* (cf. *Usunensis* Tschug), *Hyalithidae*.

Силурийские толщи без видимого несогласия залегают на молассовых толщах. Они представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами и известняками. Возраст пород оценивается по комплексам *Rhipidomella asiatica*, *Tuvaella rabovskii* Tchern, *Stegerhynchus decemplicatus* var. *Angaciensis* Tchern (Объяснительная ..., 1963).

Силурийские толщи с несогласием перекрыты девонскими породами. Породы стратиграфически делятся на отделы и ярусы. К нижнему девону отнесены толщи включающие остатки растений — *Psilophyton goldschmidtii* Hall, *Taeniocrada dubia*, *Drepanophycus spinaeformis*, *Protobarinophyton Obrutschevili* Ananiev) и остракод — *L. Eperditia cf. altoloides* Weller, *L. Strigosa* Kegl. Они представлены красноцветными вулканогенно-осадочными породами, включающими туфы, туфобрекчии, лавовые потоки и субвулканические тела основного, среднего и кислого состава, известняки, песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты (Объяснительная ..., 1963).

Возраст пород, отнесенных эйфельскому ярусу среднего девона, основывается на остатках растений: *Psilophyton goldschmidtii* Halle и рыб: *Ctenocantus gemundensis* Cross. Породы согласно залегают на нижнедевонских толщах и представлены красноцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами, сероцветными мергелями и вулканическими породами основного и среднего состава.

Живетские толщи с несогласием залегают на эйфельских. Возраст этих толщ обосновывается по комплексам филопод: *Asmussia biikemensis*, *A. Altaikensis*, *A. Zubrilini*, *Sphaerestheria prima*, *Ulugkemia barykensis*, *U. Minusinsis*, *Pseudoestheria pogrebovi*, а также по остаткам усоногих рачков, гастропод, растений и рыб. Толщи сложены красноцветными и сероцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, известняками.

Верхнедевонские толщи без видимых несогласий залегают на среднедевонских породах. Они объединены в два яруса — франский и фаменский. К франскому ярусу породы отнесены основываясь на комплексах ископаемых рыб (*Bothriolopis sibirica*, *Dipterus martianovi*), филопод (*Asmussia vulgaris*, *A. Excentrica*, *Trigonestheria timanica*) и других видов фауны (*Osteolepidoine* gen). В фаменских породах обнаружены остатки *Archaeopteris fimbriata*, *A. Halliana*, *A. cf. macilenta*. Породы представлены красноцветными и пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами (Объяснительная ..., 1963).

Нижнекаменноугольные толщи с несогласием залегают на девонских и более древних комплексах (Объяснительная ..., 1963). Они делятся на два яруса — турнейский и визейский. К первому из них толщи отнесены на основании находок рыб (*Strepsodus siberiacus* Chab, *Rhizodopsis Savencovi* Obr., *Pataeontscoidei inc fam.*, *Cladodm sp. ind.*) и растений (*Lepidodendron Schmalhauseni chachl.*, *Knorria sp.*). Ко второму — на основании находок растений (*Angarodendron*, *Bothrodendron*), рыб (*Rhabdoderma sp.*), а также *Pteridora f. modica f. nov* и *Lepidodendropsis asiaticum sp. nov.* Толщи включают пестроцветные и красноцветные пачки конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов.

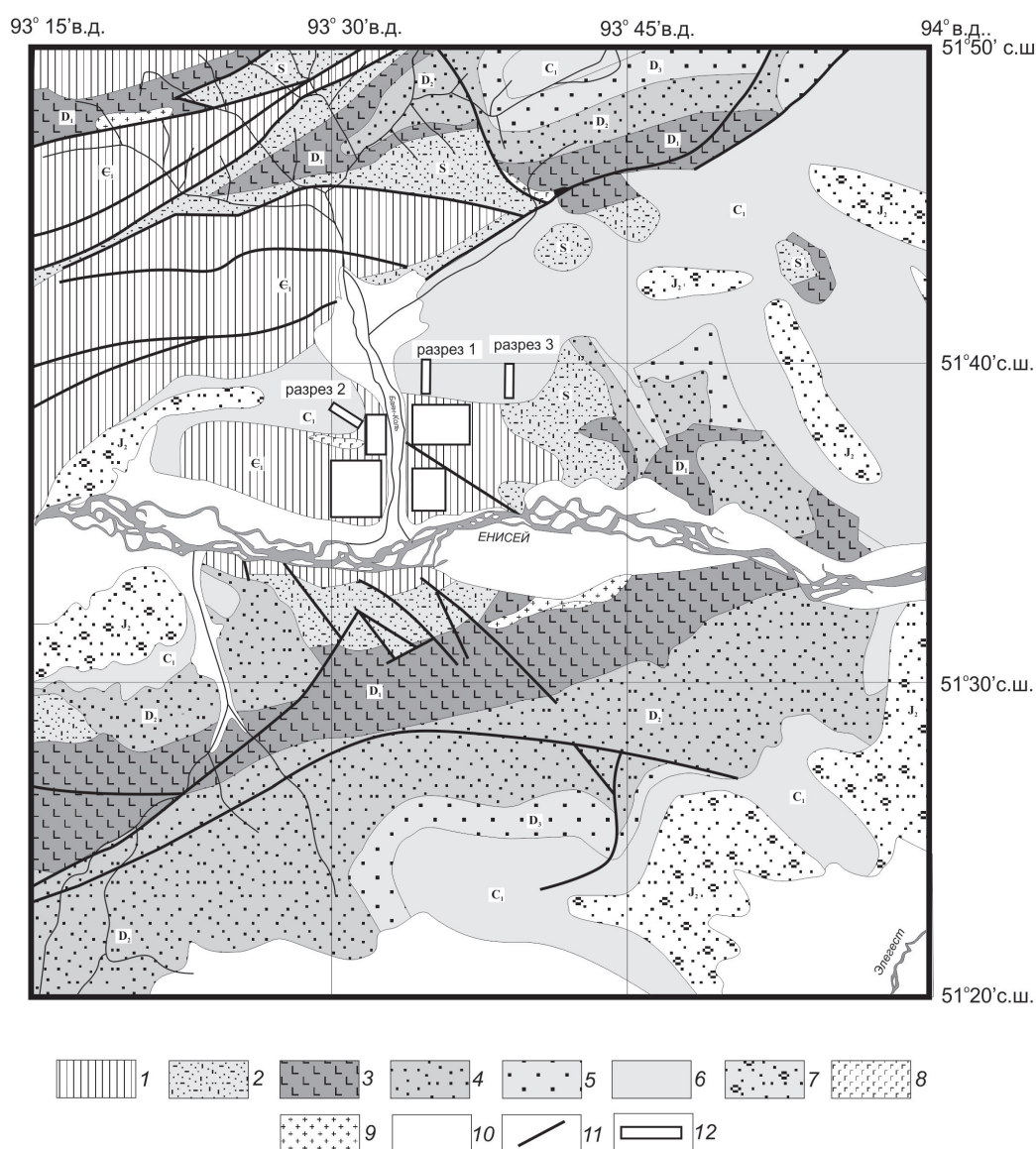
Среднеюрские породы с несогласием перекрывают все более древние комплексы пород.

В них обнаружены *Coniopteris tuvensis Pryn.*, *C. barejensis sew. u sp.*, *Isfioriopsis tuvensis sp.* Толщи сложены сероцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками.

Раннекембрийские, ордовикские, силурийские и девонские толщи в разной степени деформированы, смяты в складки и разбиты разрывными нарушениями на блоки. Раннекарбоновые толщи во многих районах залегают полого (углы падения до 10°), в некоторых — круто, а юрские толщи деформированы незначительно и в основном залегают практически горизонтально.

Для палеомагнитных исследований были опробованы раннекембрийские и раннекарбоновые толщи (рис. 1, 2).

Раннекембрийские толщи были опробованы недалеко от города Кызыл, в районе реки



**Рис. 1.** Схема геологического строения центрального района Тувы к западу от г. Кызыл: 1–7 — фанерозойские толщи: 1 — раннекембрийские; 2 — силурийские; 3 — раннедевонские; 4 — среднедевонские; 5 — верхнедевонские; 6 — раннекарбоновые; 7 — среднеюрские; 8, 9 — интрузивные тела: 8 — основного состава; 9 — кислого состава; 10 — четвертичные аллювиальные толщи; 11 — разломы; 12 — районы отбора палеомагнитных проб; разрезы 1–4 — раннекарбоновые породы, остальное — районы опробования раннекембрийских толщ.

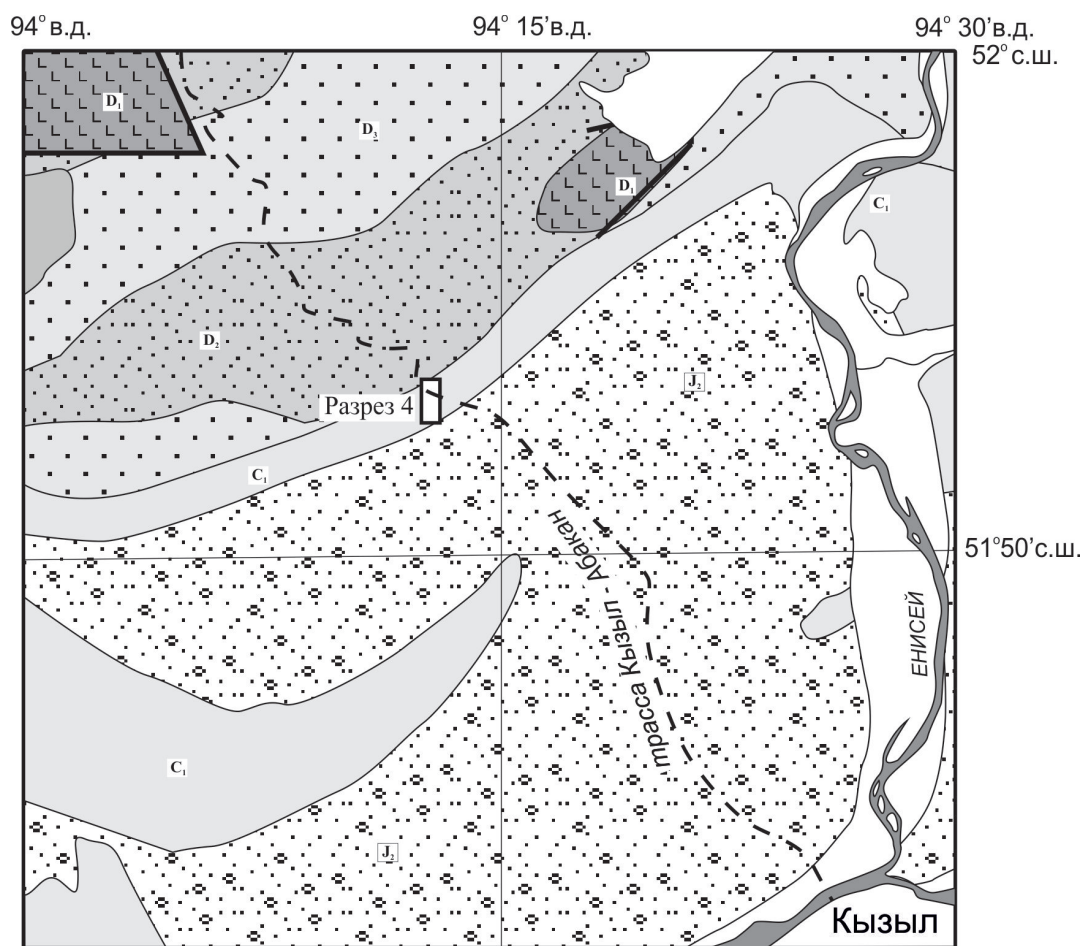


Рис. 2. Схема геологического строения района вдоль автотрассы г. Кызыл — г. Абакан. Условные обозначения приведены на рис. 1.

Баян-Коль (рис. 1 — 51° 39' с.ш., 93° 32' в.д.). Разрезы сложены переслаивающимися кремнями, известняками, туфопесчаниками, туфоалевролитами и олистостромовыми пачками. Образцы для палеомагнитных исследований отбирались из тонких туфопесчаников и туфоалевролитов в разных обнажениях вокруг реки Баян-Коль. Залегание пород в обнажениях разное, азимуты падения слоев меняется в пределах 160–220° и 325–10°, углы, соответственно, 25–85° и 50–60°. Стратиграфическая позиция пород обнажений друг относительно друга в раннекембрийском разрезе не всегда ясна. Всего было отобрано 193 образца.

Раннекарбоновые толщи опробованы для палеомагнитных исследований в трех разрезах в районе реки Баян-Коль (рис. 1 — разрезы 1, 2, 3 с координатами 51° 39.6' с.ш., 93° 38.6' в.д.; 51° 38.4' с.ш., 93° 30.87' в.д.; 51° 40' с.ш., 93° 36.1' в.д.) и в одном разрезе вдоль автотрассы г. Кызыл – г. Абакан (рис. 2 — разрез 4 с координатами 51° 56.4' с.ш., 94° 19.3' в.д.). В районе реки Баян-Коль они залегают горизонтально или слабо наклонно. Вдоль трассы г. Кызыл – г. Абакан залегание пород характеризуется азимутами падения 130–150°, 320–340° и углами падения

80–90°. Из трех разрезов в районе реки Баян-Коль из серых, рыжих и пестроцветных тонких песчаников, алевролитов и аргиллитов было отобрано 62, 47 и 46 образцов, а из разреза 4 вдоль трассы Кызыл-Абакан — 60 образцов из пестроцветных тонких песчаников и алевролитов и 42 — из красноцветных тонких песчаников, алевролитов и аргиллитов. Все образцы в разрезах были взяты с различных стратиграфических уровней.

### ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД

Обработка палеомагнитных образцов проводилась в палеомагнитной лаборатории ИГЕМ РАН. Из каждого образца выпиливалось 2 кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величины магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался термочистке в интервале температур 20–680°C. Термочистка проходила в печи, защищенной пермаллоевыми экранами, позволяющими компенсировать магнитное поле Земли до 10–15 нТл. Верхняя граница чистки определялась появлением магнитных новообразований, искажающих естественную остаточную намагниченность кубика. Появление магнитных новообразований в процессе



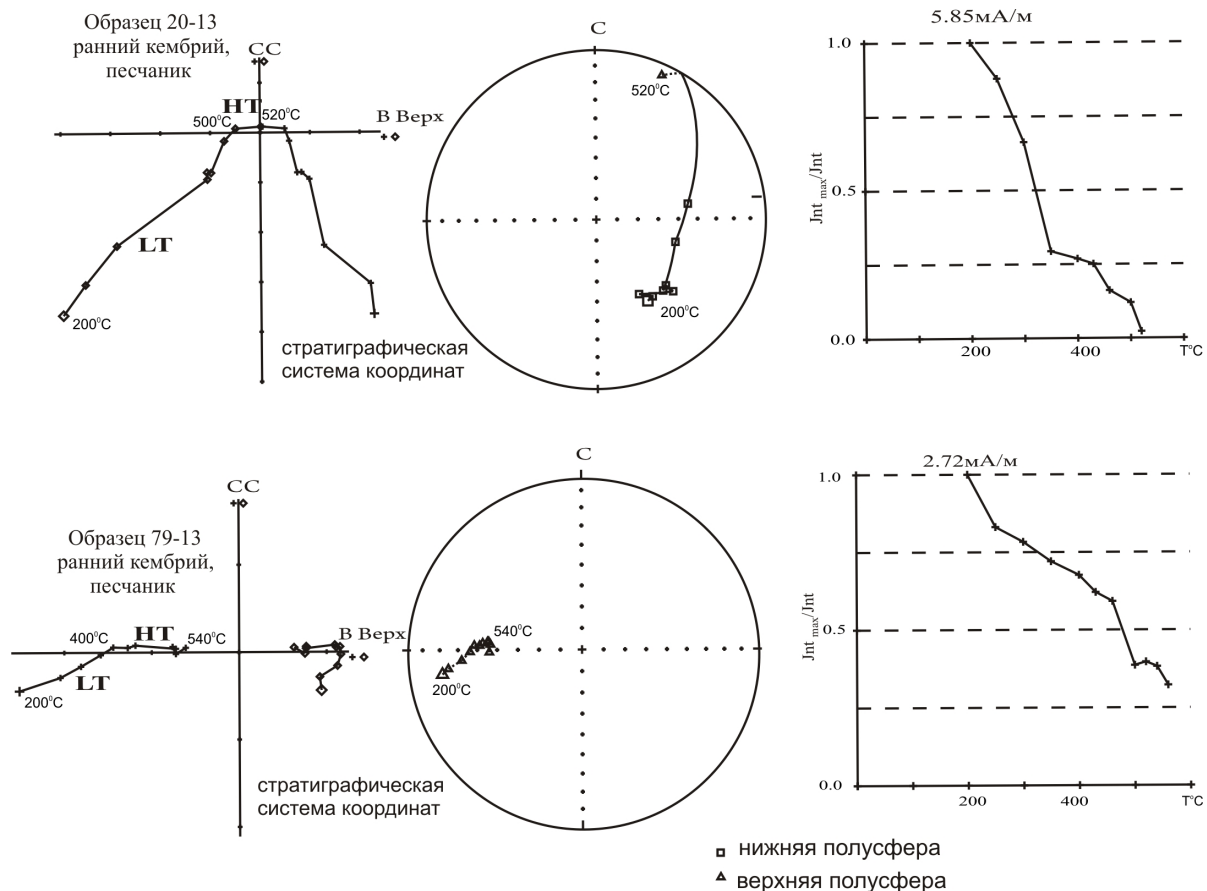
температурной чистки определялось по резкому увеличению величины намагниченности кубика, и по тому, что направление вектора намагниченности от нагрева к нагреву начало меняться хаотически. Для большинства кубиков проводилось 12–16 нагревов.

Измерение величины и направления остаточной намагниченности образцов проводилось на магнитометре JR-6. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдervельда (Zijderveld, 1967), проводился компонентный анализ намагниченности (Kirschvink, 1980) и анализ распределения выделенных компонент естественной остаточной намагниченности на сфере (Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981; компьютерные программы созданы R.J. Enkin). По двум кубикам рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отбраковка направлений намагниченности образца производилась в тех случаях, когда диаграмма Зийдervельда не позволяла выделить компоненты (хаотическое распределение направлений намагниченности от нагрева к нагреву), либо когда угол между векторами намагниченности двух кубиков превышал 40°. Направления выделенных компонент намагниченности образцов анализировались на сфере

для каждого тектонического блока отдельно, а также совместно по всем опробованным блокам из каждого разреза исследованных комплексов пород в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат (Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Ранний кембрий.** Образцы раннекембрийских пород были объединены в сайты, поскольку стратиграфическое положение пород многих обнажений не ясно. В сайты включались образцы из пачек пород мощностью до 10 м, различающихся по залеганию или разделенные разломами. Всего получилось более 60 сайтов. Компонентный анализ показал, что в намагниченности раннекембрийских пород отчетливо выделяются одна или две компоненты (рис. 3). Низкотемпературная компонента (ЛТ) в основном выделяется в интервале температур от 20 до 350–500°C. Высокотемпературная компонента (НТ) выделяется в интервале температур от 430 до 580°C. Практически во всех сайтах ЛТ-компонента в ССК близка к направлению современного магнитного поля в Туве. Направления НТ-компонент намаг-



**Рис. 3.** Результаты терморазмагничивания образцов раннекембрийских пород. НТ, ЛТ — высокотемпературная и низкотемпературная компоненты намагниченности.  $J_{nt\_max}/J_{nt}$  — отношение максимальной остаточной намагниченности образца к намагниченности образца после разных этапов термочистки.

ниченности образцов в большинстве сайтов сильно различаются и не образуют отчетливых групп. Эти НТ-компоненты были отбракованы. В 8 сайтах векторы НТ-компонент близки к направлению современного поля в районе Тувы. В 12 сайтах векторы НТ-компонент образуют группы, характеризующиеся кучностью от 7 до 6586, отличающиеся по направлению от современного поля в районе Тувы (группа древних направлений — ГДН), которые были использованы для дальнейшего анализа (таблица). В одном сайте выделена НТ-компонента из одного образца, направление которой близко к направлениям НТ-компонент группы древних направлений. Вектор этой компоненты также был включен в ГДН (таблица).

Распределение средних направлений НТ-компонент на стереопроекции в ДСК и ССК показано на рис. 4. Они образуют две группы с резко различающимися склонениями намагниченности, по-видимому, образованные в периоды разной полярности магнитного поля Земли. При переводе направлений в одну полярность среднее направление по всем единичным векторам из сайтов характеризуется  $N = 43$ ,  $D_c = 94$ ,  $I_c = -15$ ,  $K_c = 4.5$ ,  $\alpha_{95c} = 10$ ,  $D_d = 100$ ,  $I_d = 18$ ,  $K_d = 5$ ,  $\alpha_{95d} = 9.5$ . Среднее направление, рассчитанное по средним НТ-компонентам для сайтов, характеризуется:  $N = 13$ ,  $D_c = 91$ ,  $I_c = -11$ ,  $K_c = 6$ ,  $\alpha_{95c} = 16$ ,  $D_d = 96$ ,  $I_d = 16$ ,  $K_d = 7$ ,  $\alpha_{95d} = 15$ . Низкие величины кучности в ССК и ДСК в основном связаны с различающимися склонениями направлений намагниченности сайтов (рис. 4). В данной ситуации попытаться оценить время формирования НТ-компонент намагниченности можно только с помощью теста складки по наклонениям. Для проведения этого теста сайты с близкими направлениями НТ-компонент намагниченности были объединены в 4 группы: две с намагниченностью прямой полярности (Н90+Н173, Н68+Н53+Н49+Н12, таблица) и две — с обратной (Н162+Н132+Н102+Н126, Н77+Н99+Н41, таблица). Тест складки по наклонениям, проведенный методом «равенства средних» по средним направлениям НТ-компонент намагниченности по сайтам и по единичным НТ-компонентам намагниченности образцов, показал, что в ДСК сходимость направлений несколько лучше, чем в ССК (таблица). Деформации раннекембрийских толщ произошли на границе кембрия и ордовика, то есть складчатость незначительно оторвана от времени формирования пород. Таким образом, тест складки по наклонениям, присутствие направлений намагниченности прямой и обратной полярности позволяет предполагать, что выделенные направления НТ-компонент намагниченности ГДН могут быть близкими к первичным.

**Ранний карбон.** Компоненты намагниченности раннекарбонных пород в районе р. Баян-Коль (разрезы 1, 2, 3) на диаграммах Зийдервельда образуют отчетливые прямолинейные участки. В основном выделяются две компоненты намагниченности (рис. 5). Низкотемпературная (ЛТ) компонента фиксируется в интервале температур 20–460°C. На стереопроекции часть единичных векторов этой компоненты образует группу прямой полярности близко от направления современного магнитного поля в районе Тувы (рис. 6). Остальные единичные векторы ЛТ-компоненты распределены незакономерно по сфере.

Высокотемпературные (НТ) компоненты выделяются в интервале температур от 300 до 560–580°C или 660°C. В разрезах 1 и 3 векторы этой компоненты распределены на стереопроекции незакономерно. В разрезе 2 они с большим разбросом образуют группы прямой и обратной полярности (рис. 6, таблица). Направления разной полярности выделяются как в магнетитовом, так и в гематитовом спектрах блокирующих температур.

В породах из разреза раннекарбонных пород, изученных вдоль трассы г. Кызыл — г. Абакан (разрез 4), так же выделяются две компоненты. Низкотемпературная компонента (ЛТ) выделяется в интервале температур от 20 до 560°C в красноцветной части разреза и от 20 до 520°C в пестроцветной части. Высокотемпературная компонента намагниченности (НТ) в красноцветной части разреза выделяется в интервале от 300 до 660°C, в пестроцветной — от 250 до 600°C.

В пестроцветной части разреза векторы ЛТ-компоненты в ССК группируются вокруг направления современного магнитного поля в Туве. В красноцветной части они распределены вдоль большого круга от направления современного магнитного поля в Туве до направлений НТ-компоненты (рис. 6).

Векторы НТ-компоненты в красноцветной части разреза в ДСК образуют группу обратной полярности, статистические характеристики которой приведены в таблице. Векторы НТ-компоненты в пестроцветной части разреза с большим разбросом распределены вдоль большого круга (рис. 6). Круг начинается от направления современного магнитного поля в Туве и заканчивается направлением близким к направлению НТ-компоненты красноцветной толщи (рис. 6, таблица).

Присутствие групп векторов НТ-компоненты прямой и обратной полярности в разрезе 2 (бассейн р. Баян-Коль) позволяет предполагать, что НТ-компонента намагниченности этого разреза имеет первичную природу. Природа выделенных НТ-компонент намагниченности разреза вдоль трассы г. Кызыл — г. Абакан пока непонятна. НТ-компонента этого разреза отличается по

КОВАЛЕНКО

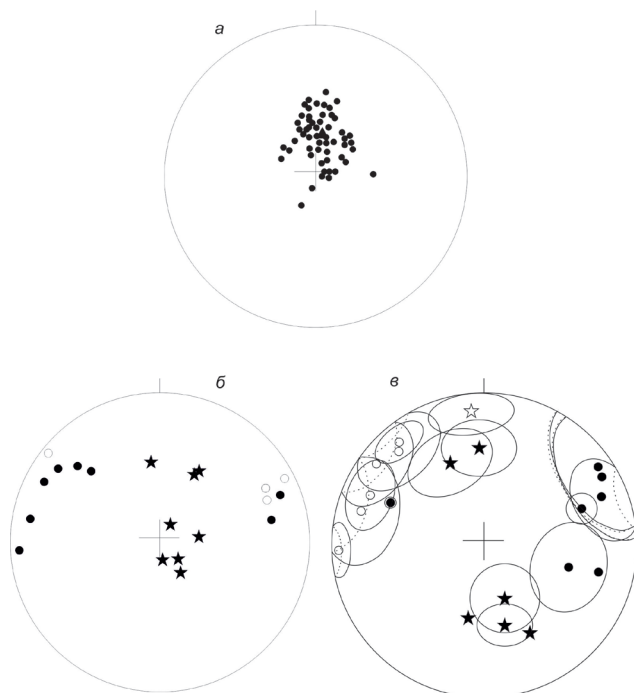
Средние направления намагниченности фанерозойских пород центральной Тувы.

Сайты/Разрезы	N	Dc	Ic	Kc	αc	Dд	Iд	Kд	αд
<b>Ранний кембрий</b>									
H12 N	3	48	14	105	8	69	29	105	8
H24 mf	1	84	67			148	32		
H29 mf	1	143	68			175	-5		
H34 mf	1	30	43			189	49		
H41 R	2	265	7	73	12	264	-4	73	12
H44 mf	2	30	48	27	19	151	69	27	19
H49 N	3	64	-7	17	20	68	15	17	20
H53 N	3	65	-24	11	25	56	8	9	27
H68 N	5	65	-21	6	26	59	9	6	26
H77 R	2	306	5	6586	1	291	34	6586	1
H88 mf	2	354	47	30	18	353	-13	30	18
H90 N	4	67	12	6	29	102	39	8	24
H99 R	2	276	12	16	25	273	-18	16	25
H126 R	4	294	15	20	16	292	-21	20	16
H132 R	6	312	28	7	21	314	-20	7	21
H137 mf	3	171	77	15	21	337	42	15	21
H140 mf	6	131	74	11	17	356	38	11	17
H162 R	4	314	35	37	11.5	317	-17	37	11.5
H172 mf	2	43	77	54	13	162	44	54	13
H173 N	1	76	22			98	20		
<i>Расчеты по средним направлениям НТ-компонент по сайтам</i>									
Среднее по всем сайтам	13	91	-11	6	16	96	16	7	15
Группы с близкими склонениями									
H90+H173	2	71	17	76	11	100	30	35	17
H68+H53+H49+H12	4	60	-10	18	16	63	15	50	10
H162+H132+H102+H126	4	306	24	41	11	307	-18	52	10
H77+H99+H41	3	282	8	15	21	275	3,5	8	30
Сравнение средних по наклонениям	13		9	16	9,7		14	20	8,8
Fc = 2.8 Fd = 1.6 Fкр = 2.8									
<i>Расчеты по всем единичным векторам НТ</i>									
Среднее по всем сайтам	43	94	-15	4,5	10	100	18	5	9,5
Группы с близкими склонениями									
H90+H173	5	69	14	7	23	101	35	10	20
H68+H53+H49+H12	14	61	-11	9	13	62	15	11	11
H162+H132+H102+H126	18	306	24	12	10	308	-18	12	9
H77+H99+H41	6	282	8	14	15.5	275	4	8	20
Сравнение средних по наклонениям	43		9,5	8	7,5		17	10,5	6,6
Fc = 4.4 Fd = 1.33 Fкр = 3.12									
<b>Ранний карбон</b>									
Разрез 2 R	18	249	-19	5	15	248	-29	5	15
Разрез 2 N	14	75	15	5.3	16	75	23	5.3	16
Разрез 2 N+R	32	72	17	5	11	71	26	5	11
Fc = 0.008 Fd = 0.012 Fкр = 0.105									

Таблица. Окончание

Разрез 4 пестроцветы									
LT	64	23	77	29	3.3	146	6.1	17	4.2
НТ	9	163	-4	13	13	257	-73	13	13
Разрез 4 красноцветы									
LT	Распределена по дуге большого круга								
НТ	35	154	-8	8	8	222	-71	6,5	9

Примечание. N — количество образцов. D, I, K,  $\alpha$  — склонение, наклонение, кучность и угол доверия средних направлений, соответственно. Символы «с» и «д» обозначают ССК и ДСК. F — статистический параметр, использующийся при сравнении средних направлений (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981). F<sub>кр</sub>, F<sub>с</sub>, F<sub>д</sub> — критическая величина параметра F и величины этого параметра в современной и древней системах координат. В столбцах «Блоки/сайты» — H12, H24... — обозначение сайта; N, R — полярность направления намагниченности; mf — направление намагниченности близко к направлению современного магнитного поля в районе центральной Тувы.



**Рис. 4.** Распределения средних по сайтам направлений намагниченности раннекембрийских толщ: а — LT-компонента (ССК); б, в — НТ — компонента в ССК (б) и ДСК с кругами доверия (в). Кружки — ГДН (группа древних направлений), звездочки — вторичные близкие к направлению KZ магнитного поля компоненты намагниченности.

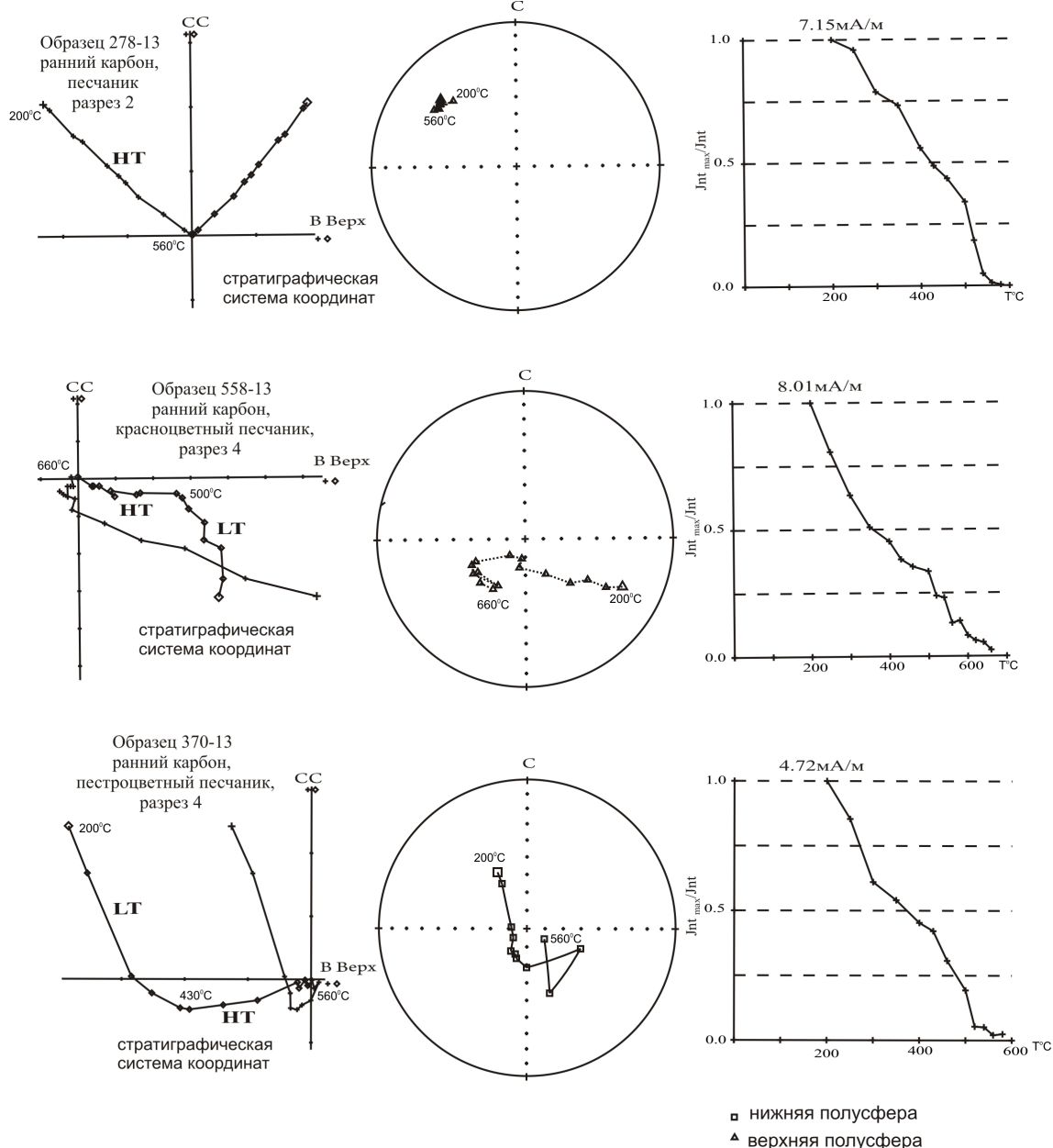
склонению и наклонению в ДСК и в ССК от намагниченности разреза 2.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было показано в предыдущем разделе, в палеозойских породах Тувы были выделены несколько компонент намагниченности. Наиболее низкотемпературная компонента (LT) близка к направлению кайнозойского магнитного поля в районе Тувы и, по-видимому, была приобретена в кайнозое. Палеомагнитная интерпретация высокотемпературных компонент намагниченности приведена ниже.

**Ранний кембрий.** Компонента НТ, рассчитанная для раннекембрийских пород, очевидно, доскладчатая и была приобретена в периоды разной полярности магнитного поля Земли. По направлению этой компоненты был рассчитан интервал палеоширот, которые показывают, что раннекембрийские толщи формировались в приэкваториальных областях:  $7 \pm 5^\circ$  ( $N = 13$ ) или  $9 \pm 4^\circ$  ( $N = 43$ ) северной или южной широты. Сравнение положения толщ относительно Сибири не может быть проведено однозначно, так как для Сибири существует две группы раннекембрийских полюсов. Одна группа располагается ближе к Австралии (Павлов и др., 2004; Shatsillo et al., 2005; Smethurst et al., 1998 и др.), другая — ближе к Африке (Казанский, 2002; Метелкин, 2012; Павлов и др., 2004; Shatsillo et al., 2005 и др.). Особенностью полюсов первой группы является то, что они рассчитаны по монополярным палеомагнитным направлениям. Полюса второй группы рассчитаны по биполярным направлениям. Из первой группы для расчетов мы взяли наиболее хорошо обоснованные раннекембрийские палеомагнитные полюса с возрастами 525 и 512 млн лет (Павлов, 2016; Gallet et al., 2003). Они рассчитаны из предположения, что Сибирь в раннем кембрии располагалась в южном полушарии. Если исследованные раннекембрийские толщи Тувы также формировались в южном полушарии, то их широтное положение статистически отличается от широт Тувинской части складчатого обрамления Сибири:  $F = 16.9 \pm 8.9$  ( $N = 43$ , полюс 525 млн лет),  $F = 22 \pm 8.9$  ( $N = 13$ , полюс 525 млн лет),  $F = 19 \pm 7.6$  ( $N = 43$ , полюс 512 млн лет),  $F = 20 \pm 10$  ( $N = 13$ , полюс 525 млн лет) (Beck, 1980; Demarest, 1983). То есть, ширина надсубдукционной системы от материка до аккреционного клина могла составлять несколько сотен километров. Если раннекембрийские геологические комплексы Тувы накапливались в северном полушарии, то они были еще больше удалены от Сибири.





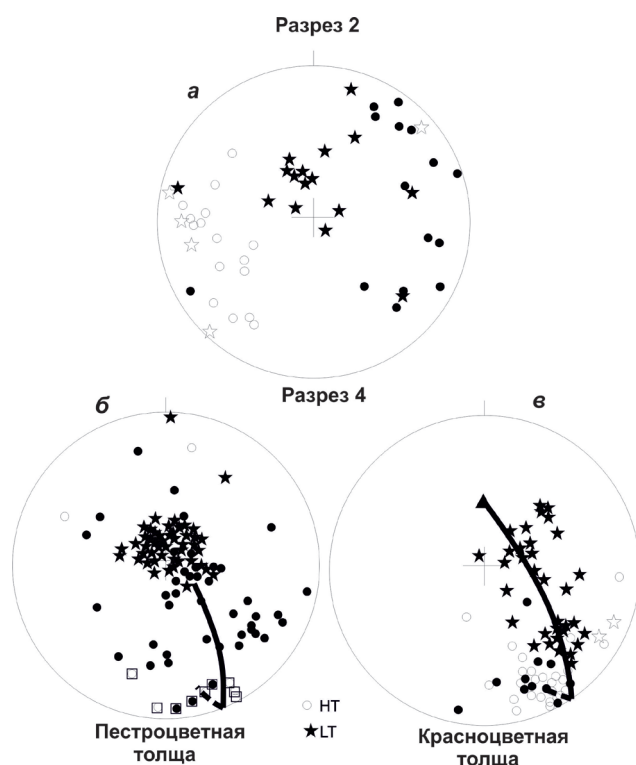
**Рис. 5.** Результаты терморазмагничивания образцов раннекаменноугольных пород. Обозначения представлены на рис. 3.

Величины вращения исследованных толщ относительно Сибири оцениваются параметром  $R$  (Beck, 1980; Demarest, 1983). Он варьирует от  $R = 96 \pm 13$  до  $R = 162 \pm 11$  (полюс 525 млн лет), и от  $R = 87 \pm 11$  до  $R = 153 \pm 10$  (полюс 512 млн лет). То есть, исследованные толщ развернуты относительно Сибири на большие углы — 90–150°. Такие большие вращения раннекембрийских геологических блоков Тувы могли быть связаны со сдвиговыми перемещениями. Участие сдвигов при формировании геологических структур других районов ЦАСП предполагается и в работе (Метелкин, 2012).

Сравнение со второй группой полюсов также показало, что исследуемые комплексы не могли быть тектонически совмещены с Сибирским

кратоном. Если исследованные толщ располагались в северном полушарии, то  $F = 23 \pm 8$  ( $N = 43$ , полюс 525 млн лет),  $F = 26 \pm 9$  ( $N = 13$ , полюс 525 млн лет). Блоки пород были сильно развернуты относительно Сибири:  $R$  варьирует от  $-42 \pm 11$  до  $-107 \pm 12$ .

Исследованные геологические комплексы являлись частью протяженной надсубдукционной системы, фрагменты которой в настоящее время находятся в структурах Казахстана (Добрецов и др., 2003), Алтае-Саянской области (Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, Буслов, 2007; Казанский, 2002; Коваленко и др., 1996; Кунгурцев и др., 2001; Метелкин, 2012; Моссаковский и др., 1993 и др.) и более восточных районов ЦАСП (Беличенко и др., 1994; Горди-



**Рис. 6.** Распределение единичных и средних векторов намагниченности в раннекарбоновых толщах разрезов 2 (а) и 4 (б, в). Направления приведены в ССК. Жирная линия — круги перемagnetизации. Кружки — доскладчатые направления намагниченности, звездочки — вторичные близкие к направлению KZ магнитного поля компоненты намагниченности. Треугольник — современное направление магнитного поля в районе центральной Тувы. На рис.6б квадратиками обведены векторы, которые использовались для расчета среднего направления.

енко, 2007). В приэкваториальных широтах располагались также Амурская плита (Бретштейн, Климова, 2007) и Северо-Китайский блок (Huang et al., 2000).

Опробованные нами раннекембрийские толщи расположены близко к Куртушибинскому поясу Западно-Саянской тектонической зоны (рис. 7). Литологический состав раннекембрийских толщ бассейна р. Баян-Коль (вулканогенно-осадочные толщи с олистостромой) соответствует геодинамической обстановке формирования пород Куртушибинского пояса, предположенной в работе (Берзин, Кунгурцев, 1996) — аккреционная призма, преддуговой прогиб. На рисунке нанесены склонения намагниченности пород Западносаянской зоны (Метелкин, 2012) и бассейна р. Баян-Коль. Они отличаются незначительно. Возможно, раннекембрийские толщи бассейна р. Баян-Коль и толщи Куртушибинского пояса являются элементами одного островодужного сегмента.

В работах (Берзин, Кунгурцев, 1996; Метелкин, 2012) показано, что в структуре Алтае-Саянской области сохранились закономерно

расположенные фрагменты надсубдукционных систем (от аккреционного клина до задугового бассейна), которые позволяют предположить фронт, тыл и простирание островодужных сегментов в современных координатах. Это Западносаянский, Кузнецкоалатаусский, Салаирский и Курайский островодужные сегменты. Полученные в данной работе палеомагнитные данные и опубликованные в работе (Метелкин, 2012) позволяют приблизительно рассчитать первичное простирание двух из них и предположить направление субдукции в них. Вращая средние склонения намагниченности и простирания в современных координатах Западносаянского и Кузнецкоалатаусского островодужных сегментов до совмещения склонений намагниченности с северным направлением, мы получаем первичную ориентацию островодужных сегментов. Если островодужные сегменты в раннем кембрии располагались в северном полушарии, то первичное простирание Западносаянского сегмента было примерно  $120^\circ$ , субдукция под него шла с север-северо-востока. Первичное простирание Кузнецкоалатаусского сегмента было  $150\text{--}160^\circ$ , субдукция под него шла с запад-северо-запада (рис. 7). Если островодужные сегменты располагались в южном полушарии, то ориентация островодужных сегментов и направление субдукции будет противоположной.

Предложенные построения позволяют сделать некоторые ограничения на положение районов формирования магматических комплексов с внутриплитными геохимическими характеристиками, остатки которых повсеместно присутствуют в структуре Алтае-Саянской области (Берзин, Кунгурцев, 1996; Метелкин, 2012), в Монголии (Коваленко и др., 2016; Ковач и др., 2011) и восточнее в Джидинской тектонической зоне (Гордиенко, Михальцов, 2001). Часть из них располагается в основании островодужных сегментов, другие — в аккреционных призмах. Возможно, и те, и другие образованы в результате действия нескольких горячих точек, расположенных в районе надсубдукционных систем и на океанических плитах Палеоазиатского океана, которые субдуцировали под раннекембрийские островодужные системы. В работе (Гордиенко, Михальцов, 2001) приведены первые палеомагнитные данные, показывающие, что раннекембрийские базальты N-MORB и OIB, находящиеся в структуре аккреционной призмы Джидинской зоны, были сформированы на двадцатых градусах северной или южной широты, на удалении от зоны спрединга.

Возможен и другой вариант. Точки могли располагаться только на океанических плитах, а вещество мантии с внутриплитными харак-

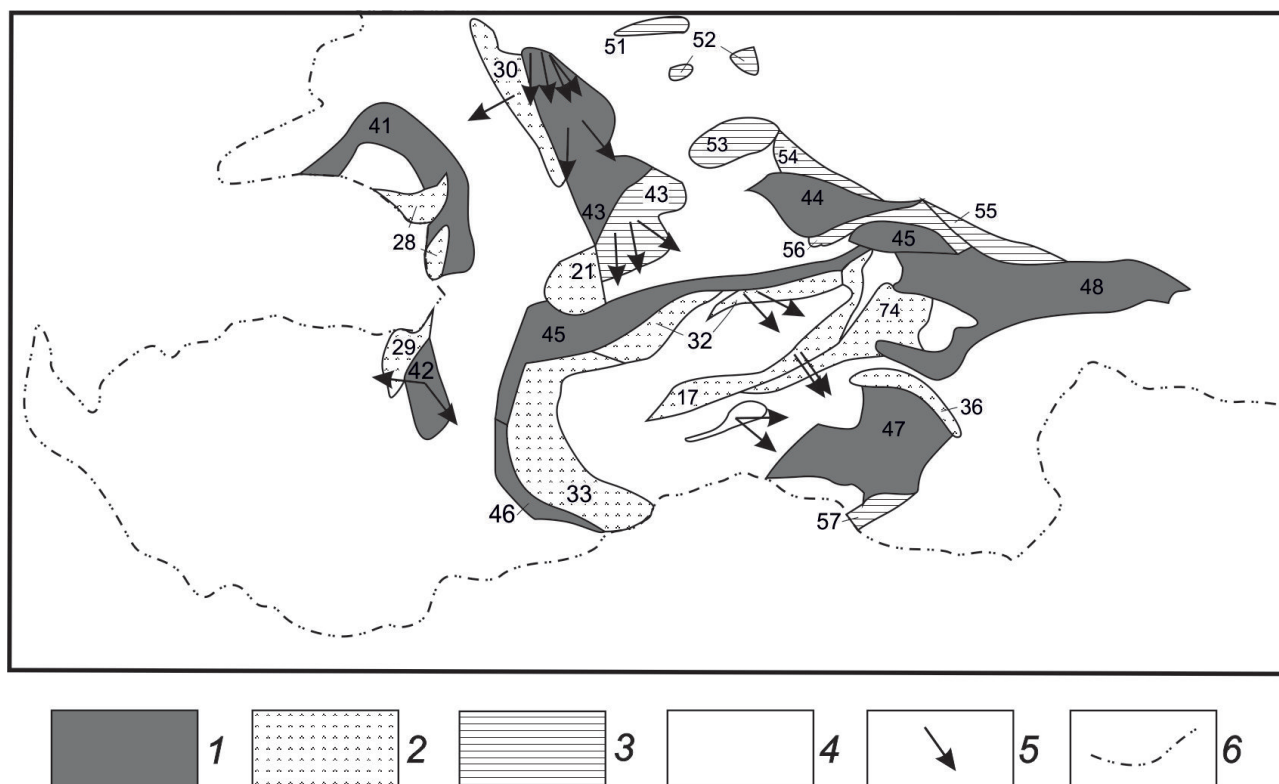


Рис. 7. Схема поздневенд-кембрийских структур Алтае-Саянской складчатой области (Берзин, Кунгурцев, 1996): 1–4 — геологические комплексы: 1 — островных дуг; 2 — преддуговых бассейнов; 3 — задуговых бассейнов; 4 — ордовикские и более молодые толщи; 5 — склонения первичной намагниченности (Метелкин, 2012; таблица). 6 — административная граница Алтае-Саянской области. Номера на схеме соответствуют обозначениям в работе (Берзин, Кунгурцев, 1996).

теристиками могло перемещаться в области островных дуг мантийными потоками. Такая ситуация известна в ряде современных задуговых бассейнов. Например, в северных частях бассейнов Манус и Лау, на северном и южном флангах Восточного хребта Скоша обнаружены обогащенные HFSE базальты. Обогащение расплавов, образующихся во фланговых частях Восточного хребта Скоша и Южно-Сэндвичевой островной дуги, связывается с мантийными потоками от горячей точки Bouvet. Горячая точка, расположенная в проливе St. Andrew, обогащает расплавы северной части бассейна Манус. Расплавы, образующиеся в северной части бассейна Лау и на северном окончании дуги Тонга, обогащаются под воздействием горячей точки Samoa (Ewart et al., 1998; Leat et al., 2000; Livermore et al., 1997; Sinton et al., 2003; Wendt et al., 1997; Woodhead et al., 1998). Все эти горячие точки достаточно удалены от зон субдукции.

**Ранний карбон.** Как было показано, по двум разрезам раннекарбоновых пород были рассчитаны направления НТ-компонент намагниченности, характеризующиеся относительно приемлемыми статистическими показателями (таблица). Направления НТ-компонент намагниченности этих двух разрезов резко различаются по наклонениям и менее резко — по склонениям.

НТ компонента раннекарбонового разреза 2 (бассейн р. Баян-Коль) представлена группами векторов прямой и обратной полярности. Поэтому, мы считаем, что она может рассматриваться как близкая к первичной. По направлению НТ-компоненты была рассчитана палеоширота формирования этих толщ. Они накопились на широте  $13 \pm 6^\circ$ , вероятно, в северном полушарии. Сравнение с ожидаемыми направлениями, рассчитанными из палеомагнитных полюсов для Сибири с возрастом 365 и 353 млн лет, показало, что раннекарбоновые толщи не могли быть частью Сибири. Параметр  $F(\text{полюс } 365 \text{ млн лет}) = 25 \pm 10$ ,  $F(\text{полюс } 353 \text{ млн лет}) = 51 \pm 9$  (Beck, 1980; Demarest, 1983). Этот факт не соответствует геологическим материалам. Раннекарбоновые толщи в бассейне р. Баян-Коль с резким угловым несогласием перекрывают более древние комплексы пород и не участвовали в деформациях — они залегают практически горизонтально. То есть, они были сформированы в структуре Сибири после всех коллизионных событий. Возможно, в намагниченности этих толщ сильно проявлена ошибка наклонения, связанная с уплотнением толщ в период литогенеза. Параметр  $R$ , характеризующий величину вращения толщ относительно Сибири, показывает значения  $R(\text{полюс } 365 \text{ млн лет}) = -42 \pm 13$ ,

$R(\text{полюс } 353 \text{ млн лет}) = -76 \pm 17$ . То есть, толщи развернуты относительно Сибири против часовой стрелки на углы от  $30$  до  $60^\circ$  в зависимости от того, какой палеомагнитный полюс используется в расчетах. Факт, что раннекарбоновые толщи не деформированы, свидетельствует о том, что вращение толщ в горизонтальной плоскости не было связано с локальными деформациями. Скорее всего, вращение раннекарбоновых толщ разреза происходило вместе с вращением вокруг вертикальной оси крупного геологического блока центральной Тувы в результате глобальных тектонических процессов.

Все единичные векторы, по которым рассчитано направление НТ-компоненты намагниченности раннекарбонового разреза 4 (вдоль трассы Кызыл-Абакан), характеризуются обратной полярностью в ДСК. Тестов, обосновывающих время формирования этой компоненты, нет. Если она близка к первичной, то палеошироты накопления раннекарбоновых толщ Тувы получаются более северные —  $55 \pm 14^\circ$ . Сравнение с ожидаемыми направлениями, рассчитанных из палеомагнитных полюсов Сибири для 350 млн лет (сплайн — модель, Павлов, 2016), 365 и 353 млн лет (Павлов, 2016) характеризуется параметрами  $F(\text{полюс } 350 \text{ млн лет} - \text{сплайн}) = -1.2$ ,  $R(\text{полюс } 350 \text{ млн лет} - \text{сплайн}) = -82$ ;  $F(365 \text{ млн лет}) = -20 \pm 9$ ,  $R(365 \text{ млн лет}) = -71 \pm 24$ ;  $F(353 \text{ млн лет}) = 6 \pm 8$ ,  $R(353 \text{ млн лет}) = -105 \pm 26$ . Параметры  $F(350 \text{ млн лет} - \text{сплайн})$  и  $F(353 \text{ млн лет})$  показывают, что широты формирования раннекарбоновых толщ разреза 4 практически не отличаются от ожидаемых палеоширот, рассчитанных из палеомагнитных полюсов Сибири. Параметр  $F(365 \text{ млн лет})$  показывает статистически значимое отличие ожидаемых палеоширот от рассчитанных. Параметр  $R$  показывает, что исследованные толщи развернуты против часовой стрелки относительно Сибири на  $50-80^\circ$ . Этот факт хорошо увязывается с данными о вращении в горизонтальной плоскости раннекарбоновых толщ разреза 2.

Если направление НТ-компоненты раннекарбонового разреза 4 вторично, то после формирования этой компоненты толща должна была быть сильно деформирована, так как направление НТ-компоненты в ССК не соответствует ни одному из возможных направлений пострanneкарбонового перемагничивания (рис. 8). Если перемагничивание происходило в период позднекарбо-пермского суперхрона обратной полярности, то толща после перемагничивания должна была быть наклонена на юго-восток примерно на  $90^\circ$ .

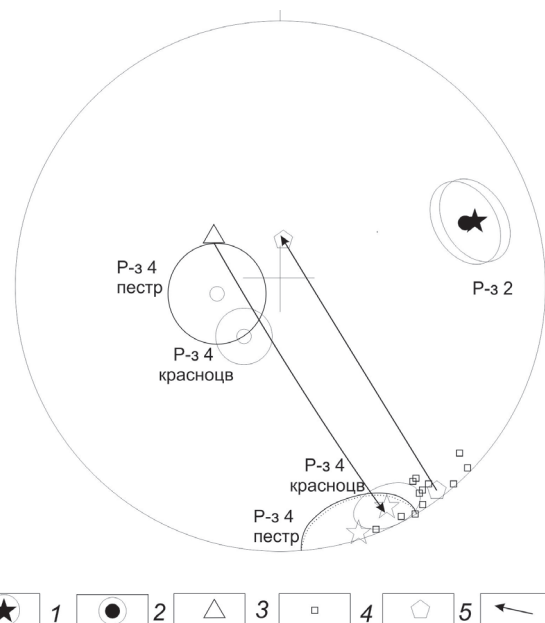
Вращая толщу в обратном направлении, мы можем реконструировать элементы залегания пород разреза 4 до этого этапа деформаций (рис. 8). Приблизительно они характеризуются

азимутом падения  $340^\circ$  и углом падения  $10-20^\circ$ , то есть пологозалегающие, как и разрезы 1–3 в бассейне р. Баян-Коль. Очевидно, что этот вариант также необходимо принимать во внимание. Если он правильный, тогда возникает вопрос — почему толщи вдоль трассы Абакан-Кызыл полностью перемагничены в период карбон-пермского суперхрона обратной полярности, а не так далеко расположенные толщи около Кызыла — не были перемагничены в это время.

## ВЫВОДЫ

В раннекембрийских и раннекарбоновых породах Тувы была выделена многокомпонентная намагниченность. Низкотемпературная компонента (LT) близка к направлению кайнозойского магнитного поля в районе Тувы и, по-видимому, имеет вторичный генезис.

Высокотемпературная компонента НТ, рассчитанная для раннекембрийских пород, очевидно, доскладчатая и была приобретена в периоды разной полярности магнитного поля Земли. Установлено, что раннекембрийские толщи формировались в приэкваториальных областях:  $7 \pm 5^\circ$  ( $N = 13$ ) или  $9 \pm 4^\circ$  ( $N = 43$ ) северной или южной широты и не могли быть частью Сибири. Исследованные толщи развернуты относительно Сибири на большие углы. Возможно, вращения раннекембрийских геологических блоков Тувы могли быть связаны со сдвиговыми перемещениями.



**Рис. 8.** Распределение средних векторов намагниченности раннекарбоновых толщ разрезов 2 и 4: 1, 2 — средние направления с кругами доверия в ССК (1) и ДСК (2); 3 — «ожидаемое» направление перемагничивания толщ ( $C_3-P$ ); 4, 5 — нормали к пластам: единичные (4), средняя (5); 6 — направления вращения толщ.



В зависимости от того, располагаются ли исследованные островодужные сегменты севернее или южнее экватора можно реконструировать первичные простирания, фронт, тыл островодужных сегментов.

Намагниченность раннекарбонового разреза 2 представлена группами векторов прямой и обратной полярности. Рассчитанная палеоширота соответствует  $13 \pm 6^\circ \text{C}$ . Возможно, в намагниченности этих толщ сильно проявлена ошибка наклонения. Толщи развернуты относительно Сибири против часовой стрелки на углы от  $30$  до  $60^\circ$ . Вращение толщ происходило вместе с вращением вокруг вертикальной оси крупного геологического блока центральной Тувы в результате глобальных тектонических процессов.

Палеошироты, рассчитанные по намагниченности раннекарбонового разреза 4, более северные:  $55 \pm 14^\circ \text{C}$ . Они практически не отличаются от ожидаемых палеоширот, рассчитанных из палеомагнитных полюсов Сибири. Толщи развернуты против часовой стрелки относительно Сибири на  $50$ – $80^\circ$ . Этот факт хорошо увязывается с данными о вращении в горизонтальной плоскости раннекарбоновых толщ разреза 2.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 15-05-03574.

#### Список литературы

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
- Беличенко В.Г., Склярёв Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О.* Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- Бретштейн Ю.С., Климова А.В.* Палеомагнитное изучение позднепротерозойских и раннекембрийских пород террейнов Амурской плиты // Физика Земли. 2007. № 10. С. 95–109.
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–140.
- Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э., Филимонов А.В.* Состав и структурное положение Урминской толщи позднего девона в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы по палеомагнитным данным // ДАН. 2003. Т. 388. № 5. С. 651–655.
- Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
- Казанский А.Ю.* Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002. 25 с.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др.* Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017. № 2. С. 1–19.
- Коваленко Д.В., Петров В.А.* Палеомагнетизм Монголии // ДАН. 2017. Т. 472. № 3. С. 1–5.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Моссаковский А.А.* Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии) // Геотектоника. 1989. № 4. С. 3–20.
- Коваленко Д.В., Лебедев В.И., Монгуш А.А., Сат Х.Н., Агеева О.А., Ковальчук Е.В.* Геодинамические условия формирования и источники раннекембрийских доаккреционных магматических комплексов западной Монголии // Петрология. 2016. Т. 24. № 2. С. 194–211.
- Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 417–444.
- Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В.* Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде-кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1042–1051.
- Метелкин Д.В.* Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск. ИНГГ СО РАН, 2012. 460 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-IV (Баян-Коль). ВСЕГЕИ. Москва, 1963. 103 с.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-V. Москва, Недра. 1966. 99 с.

- Павлов В.Э., Галле И., Шаццлло А.В., Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена — новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика Земли. 2004. № 2. С. 28–49.
- Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореф. Дисс. док. физ.-мат. наук. Москва, 2016. 48 с.
- Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Вендраннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.
- Сугоракова А.М. К вопросу о возрасте гранитоидного брельского комплекса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2007. В 2-х томах. Т. 2. С. 105–106.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
- Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // JGR. 1980. V. 85. P. 7115–7131.
- Gallet Y., Pavlov P., Courtillot V. Magnetic reversal frequency and apparent polar wander of the Siberian platform in the earliest Palaeozoic, inferred from the Khorbusuonka river section (northeastern Siberia) // Geophysical Journal International. 2003. V. 154. P. 829–840.
- Ewart A., Collerson K.D., Regelous M. et al. Geochemical Evolution within the Tonga–Kermadec–Lau Arc–Back-arc Systems: the Role of Varying Mantle Wedge Composition in Space and Time // Journal Petrology. 1998. V. 39. № 3. P. 331–368.
- Demarest H.H., Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // JGR. 1983. V. 88. P. 4121–4328.
- Huang B., Zhu R., Otofujii Y., Yang Z. The early Paleozoic paleogeography of the North China block and the other major blocks of China // Chinese Science Bulletin. 2000. V. 45. № 12. C. 1057–1065.
- Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1980. V. 62. P. 699–718.
- Leat P.T., Livermore R.A., Millar I.L. et al. Magma Supply in Back-arc Spreading Centre Segment E2, East Scotia Ridge // Journal Petrology. 2000. V. 41. № 6. P. 845–866.
- Livermore R., Cunningham A., Vanneste L., Larter R. Subduction influence on magma supply at the East Scotia Ridge // Earth and Planetary Science Letters 1997. V. 150. P. 261–275.
- McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 1981. V. 67. P. 53–58.
- Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia; evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data. Contributions to Mineralogy and Petrology 143, 154–174. Tectonic, magmatism, and metallogeny of Mongolia. Routledge, Taylor&Fransis Group, London and New York, 2001. 288 p.
- Pfänder J.A., Kroner A. Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, central Asia: crustal growth by island arc accretion // Precambrian Ophiolites and Related Rocks / Edited by Timothy M. Kusky. Developments in Precambrian Geology, V. 13 (K.C. Condie, Series Editor)? 2004. P. 167–181.
- Sinton J.M., Ford L.L., Chappell B., McCulloch M.T. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus back-arc basin, Papua New Guinea // Journal Petrology 2003. V. 44. № 1. P. 159–195.
- Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Two competing Paleomagnetic directions in the Late Vendian: New data for the SW Region of the Siberian Platform // Russian Journal Of Earth Sciences. V. 7, ES4002, doi:10.2205/2004ES000169, 2005.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Paleozoic palaeomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // Earth-Science Reviews. 1998. V. 43. P. 1–24.
- Wendt J.I., Regelous M., Collerson K.D. et al. Evidence for a contribution from two mantle plumes to island-arc lavas from northern Tonga // Geology. 1997. V. 25. № 7. P. 611–614.
- Woodhead J.D., Eggins S.M., Johnson R.W. Magma Genesis in the New Britain Island Arc: Further Insights into Melting and Mass Transfer Processes // J. Petrol. 1998. V. 39. № 9. P. 1641–1668.
- Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in palaeomagnetism / Ed. Collinson D.W., Creer K.M. Amsterdam, a. o., Elsevier Publ. Co., 1967. P. 254–286.

КОВАЛЕНКО  
**PALAEOMAGNETISM OF THE EARLY CAMBRIAN  
AND EARLY CARBONIFEROUS GEOLOGICAL COMPLEXES IN CENTRAL TUVA**

**D.V. Kovalenko**

*Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS),  
e-mail: Dmitry@igem.ru*

In early Carboniferous and early Cambrian rocks of Tuva was isolated multicomponent magnetization. The low temperature component (LT) is close to the Cenozoic direction of the magnetic field in the area of Tuva and apparently has a secondary origin. The high temperature component HT calculated for the early Cambrian rocks, is prefolded and was formed in periods of different polarity of Earth's magnetic field. It is established that early Cambrian strata were formed in Equatorial areas: 2–12° (N = 13) or 5–13° (N = 43) North or South latitude, and could not be part of Siberia. Magnetization of the early Carboniferous rocks of the section 2 presents the groups of vectors of direct and reversed polarity. The paleolatitude is 7–21° N. It is possible that magnetization of these layers strongly manifested the error of inclination. Paleolatitude, calculated from magnetization of the early Carboniferous rocks of the section 4 more Northern — 43–70° N. They do not differ from the expected paleolatitude calculated from paleomagnetic poles of Siberia.

*Keywords: magnetization, paleolatitude, tectonic emplacement, declination, inclination.*